

**MODELLING OF WATER EXCHANGE OF TILIGULSKY LIMAN-  
LAGOON WITH THE SEA**

Tuchkovenko Yu.S., Ivanov V.A., Tuchkovenko O.A.

Estimations of influence of morphometric descriptions of the canal connecting Tiligulsky Liman-lagoon with the Black Sea on the intensity of water exchange through the canal and water renovation with sea water in the various areas of the estuary are made by means of MECCA hydrothermodynamic model. For the increase of the lagoon water exchange with the sea it is established that deepening of the existent connecting canal is more efficient than an increase in its width. However, intensification of the water exchange with the sea will substantially improve hydroecological conditions only in the southern part of the lagoon.

Keywords: Black sea, Tiligulsky Liman-lagoon, water exchange through the channel, modelling.

УДК 551.46:504.42

Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДООБМЕНА ТИЛИГУЛЬСКОГО ЛИМАНА С  
МОРЕМ**

**Введение.** Тилигульский лиман расположен на украинской части побережья северо-западной части Черного моря. Это самый протяжённый украинский лиман, длина которого достигает 68 км, средняя ширина – 2,5 км, площадь водной поверхности – около 150 км<sup>2</sup>, площадь водосбора 5420 км<sup>2</sup>. Северная и центральная части лимана относительно мелководны, поэтому средняя глубина составляет 3 м, однако в южной и центральной частях лимана расположены котловины, максимальные глубины которых достигают 15 м (рис. 1).

Лиман отделен от моря пересыпью шириной около 4 км и длиной до 7 км. В пересыпи прорыт искусственный канал шириной 26 – 40 м и глубиной 0,5 – 1,5 м, соединяющий лиман с морем. В период 1989 – 1998 гг. канал вообще не функционировал, а с 1999 г. – открывался эпизодически. Эксплуатация канала в рыбохозяйственных целях предполагает открытие его весной для запуска молоди рыбы в лиман на нагул. При этом с морской стороны канал интенсивно замывается песком. К каналу примыкают мелководные соленые озера, связанные с ним.

В северную часть лимана впадает малая река Тилигул. Длина реки – 173 км, ширина русла 10 – 20 м, площадь бассейна 3550 км<sup>2</sup>, среднегодовой расход воды вблизи устья по данным за период 1953 – 1988 гг. составлял 0,95 м<sup>3</sup>/сек, однако в период 1989 – 2008 гг. он уменьшился до 0,6 м<sup>3</sup>/сек.

Водный режим Тилигульского лимана определяется объемами притока воды с водосборного бассейна лимана (включая сток р.Тилигул), соотношением количества атмосферных осадков, которые выпадают на водное зеркало лимана, и объемами испарения с него, наличием водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал. В период с мая по сентябрь испарение в три раза превышает количество выпавших осадков [4].

Тилигульский лиман располагает значительными рекреационными ресурсами. Среди них выделяется крупнейшее месторождение минеральных лечебных магнево-натриевых грязей. Велики возможности использования лимана и прилегающей прибрежной зоны моря для лечебной, оздоровительной рекреационной деятельности, а также для регламентированного рыболовства и охоты, экологического туризма. Тилигульский лиман входит в международный список Рамсарской конвенции о защите водно-болотных угодий. На его берегах расположен Тилигульский региональный ландшафтный парк.

В результате антропогенной деятельности в бассейне лимана и климатических изменений, отсутствия научно обоснованных планов водного и экологического менеджмента, природные ресурсы Тилигульского лимана находятся под угрозой утраты. Например, в течение аномально жаркого, с большим количеством ливневых атмосферных осадков, лета 2010 г. были отмечены неоднократные случаи массовой гибели рыбы из-за «цветения» водорослей и развития дефицита кислорода в воде, что обусловлено высоким уровнем эвтрофикации водоема. В разных районах лимана локальные заморы рыб наблюдались также летом 1999, 2000, 2001, 2006, 2007 гг.

Значительное уменьшение поверхностного стока с водосборного бассейна и нерациональное использование соединительного канала привели к увеличению солености воды в лимане, что способствовало смене доминирующего солоноватого комплекса рыб на морской, со значительно меньшим видовым разнообразием.

В периоды изоляции лимана от моря, когда соединительный канал не функционирует в течение летнего периода или нескольких лет, водный баланс лимана нарушается в сторону роста дефицита воды, поскольку испарение превышает поступление вод с бассейна лимана и с атмосферными осадками. При этом уровень воды в лимане существенно понижается, происходит перегрев вод лимана летом и переохлаждение зимой, осушаются мелководные участки лимана на значительной площади, возрастают соленость вод, концентрации загрязняющих веществ, усиливается эвтрофикация, происходит загрязнение и осушение лечебных донных илов, нарушается жизнедеятельность флоры и фауны или происходит ее гибель на отдельных участках акватории, снижается биоразнообразие.

В настоящее время, в результате антропогенных преобразований на водосборном бассейне лимана, значительного изъятия стока р.Тилигул в хозяйственных целях, увеличения повторяемости засушливых сезонов,

наиболее реальным механизмом регулирования гидроэкологического режима лимана представляется обеспечение водообмена с морем.

При функционировании соединительного канала направленность и интенсивность водообмена с морем определяются морфологическими характеристиками канала (шириной, глубиной) и инициированными ветром короткопериодными сгонно-нагонными колебаниями уровня моря.

Водообмен с морем определяет термохалинную структуру вод в лимане и ее пространственно-временную изменчивость, а также влияет на динамику вод. В летний период года обеспечение интенсивного водообновления лимана за счет водообмена с морем является фактором стабилизации его гидроэкологического состояния. Поэтому актуальной представлялась задача определения таких оптимальных морфометрических характеристик соединительного канала, которые обеспечат максимальное проникновение морских вод в лиман. Исходя из вышесказанного, цель работы заключалась в оценке влияния морфометрических характеристик соединительного канала на интенсивность водообмена лимана с морем и разбавления загрязненных лиманных вод относительно чистыми морскими.

Вопросам формирования гидрологического режима Тилигульского лимана и динамики его вод посвящено очень малое количество работ. В [1], на основе имеющихся до 1970 г. данных наблюдений, описана многолетняя и годовая изменчивость уровня и солености воды в лимане, особенности пространственного распределения последней, а также формирующие их факторы. В более поздней работе [2] оценены составляющие водного баланса лимана, включая водообмен с морем через соединительный канал, приведены результаты расчетов интегральной по глубине ветровой циркуляции вод по модели Фельзенбаума, описан термический режим лимана. Результаты ежемесячных полевых наблюдений за водообменом лимана с морем в 2003 г. приведены в работе [3]. Следует отметить, что как показали результаты батиметрической съемки лимана и канала в 2010 г. [4], за прошедшие годы глубины как в лимане, так и в канале изменились в сторону уменьшения.

**Описание гидротермодинамической модели.** Для решения поставленной задачи использовалась численная трехмерная нестационарная гидротермодинамическая модель в постановке [5, 6]. Характерная особенность модели заключается в возможности ее использования для расчетов динамики вод и распространения примеси в морских акваториях, отдельные участки которых имеют меньший (подсеточный) размер в одном из горизонтальных направлений, чем шаг расчетной сетки (например, соединительный канал).

Исходная система уравнений модели записывается следующим образом.

Уравнения движения в приближении Буссинеска в правой декартовой системе координат:

$$u_t + B_x^{-1}(B_x uu)_x + (uv)_y + (uw)_z = -\alpha_0 P_x + fv + B_x^{-1}(2B_x A_h u_x)_x + (1-\beta_c)(A_h[v_x + u_y])_y + (A_v u_z)_z - \beta_c C_{ws} B_x^{-1} u|u|, \quad (1)$$

$$v_t + (vu)_x + B_y^{-1}(B_y vv)_y + (vw)_z = -\alpha_0 P_y - fu + B_y^{-1}(2B_y A_h v_y)_y + (1-\beta_c)(A_h[u_y + v_x])_x + (A_v v_z)_z - \beta_c C_{ws} B_y^{-1} v|v|. \quad (2)$$

$$\text{Уравнение неразрывности: } B_x^{-1}(B_x u)_x + B_y^{-1}(B_y v)_y + w_z = 0, \quad (3)$$

Уравнения сохранения тепла и солей:

$$S_t + B_x^{-1}(B_x uS - B_x D_h S_x)_x + B_y^{-1}(B_y vS - B_y D_h S_y)_y + (wS - D_v S_z)_z = 0, \quad (4)$$

$$T_t + B_x^{-1}(B_x uT - B_x D_h T_x)_x + B_y^{-1}(B_y vT - B_y D_h T_y)_y + (wT - D_v T_z)_z = R. \quad (5)$$

$$\text{Уравнение гидростатики: } P_z = -\rho g. \quad (6)$$

$$\text{Уравнение состояния: } \rho = \rho_0[1 + F_p(S, T)]. \quad (7)$$

Уравнение переноса консервативной примеси:

$$C_t + B_x^{-1}(B_x uC - B_x D_h C_x)_x + B_y^{-1}(B_y vC - B_y D_h C_y)_y + (wC - D_v C_z)_z = 0. \quad (8)$$

Здесь  $u$ ,  $v$  и  $w$  – компоненты вектора скорости течения  $\vec{v}$  в направлениях  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , соответственно;  $t$  – время;  $f$  – параметр Кориолиса;  $P$  – давление;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\rho$  – плотность воды;  $\alpha_0 = 1/\rho_0$  – постоянный удельный объем воды;  $C$  – концентрация условной примеси;  $A_h$  и  $A_v$  – коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена импульсом;  $D_h$ ,  $D_v$  – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии тепла и примеси;  $T$  – температура и  $S$  – соленость воды;  $R$  – внутренний источник тепла;  $B_x$  и  $B_y$  – безразмерная, относительно размера ячейки расчетной сетки, ширина потока в направлениях  $x$  и  $y$ , соответственно. Индексы  $'x$ ,  $'y$ ,  $'z$  и  $'t$  означают соответствующие производные (например,  $\partial F/\partial t = F_t$ ).

Приведенная система уравнений получена из традиционной следующим образом [5, 6]. Традиционная исходная система уравнений гидротермодинамики интегрировалась поперек потока (т.е. в нормальном к потоку направлении в горизонтальной плоскости). Затем полученная система уравнений сравнивалась с исходной. Обе системы объединялись так, чтобы при отсутствии канала (трехмерный поток) получалась исходная система уравнений в традиционной форме, а при его наличии – осредненные поперек потока уравнения (двумерный поток). В уравнениях (1) - (5), (8)  $\beta_c$  – множитель, равный нулю, если канал отсутствует, и единице, в случае наличия канала;  $C_{ws}$  – коэффициент бокового трения о стенки канала. Уравнения (1) - (5), (8) автоматически переходят в традиционные уравнения, если положить  $\beta_c = 0$  и  $B_x = B_y = 1$ . Уравнения гидростатики и состояния

не изменяются. В такой модификации модель позволяет рассчитывать течения и перенос примеси в каналах или реках, имеющих подсеточный масштаб в одном из горизонтальных направлений (ширина потока меньше масштаба расчетной сетки).

Для улучшения вычислительных свойств модели и более точного описания вертикальной динамической и термохалинной структуры вод в области малых глубин, уравнения модели переводились в  $\sigma$  - систему координат по вертикали. Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклинная составляющая) [7].

Вертикальная турбулентная вязкость описывается на основе полуэмпирической теории турбулентности с использованием длины пути смешения. Мгновенная вязкость определяется как функция длины пути смешения, локального вертикального сдвига скорости и устойчивости водной колонки, следующим образом [6]:

$$A_v = A_{v0} + A_z (C_{R0}(1 + C_{R1}R_i)^{-C_{R2}}), \quad (9)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z (C_{R3}(1 + C_{R4}R_i)^{-C_{R5}}), \quad (10)$$

$$\text{где } A_z = [\kappa z(1 - z/H)]^2 (u'_z{}^2 + v'_z{}^2)^{1/2}. \quad (11)$$

Здесь  $\kappa = 0.4$  – постоянная Кармана;  $A_{v0}$  – пороговая вязкость;  $D_{v0}$  – пороговая диффузия;  $C_{R0}, C_{R1}, C_{R2}, C_{R3}, C_{R4}$  и  $C_{R5}$  – константы, принимаемые равными 1.0; 10.0; 0.5; 1.0; 3.33 и 1.5, соответственно [8];  $R_i$  – число Ричардсона.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального горизонтального сдвига баротропной составляющей скорости течения и пространственного шага  $\Delta L$  горизонтальной конечно-разностной сетки [9]:

$$A_h = A_{h0} + C_{AH} \Delta L^2 \left[ 2(u'_{x'}{}^2 + v'_{y'}{}^2) + (u'_{y'} + v'_{x'})^2 \right]^{1/2}, \quad (12)$$

$$D_h = A_h, \quad (13)$$

где  $U, V$  – компоненты вектора баротропной составляющей скорости течения,  $C_{AH}$  – коэффициент и  $A_{h0}$  – фоновая величина.

Граничные условия для системы (1) – (8) определяются следующим образом.

На поверхности моря ( $z = 0$ ):  $(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = \rho A_v (u'_z, v'_z)$ ;  $D_v T_z = Q_T / (\rho C_w)$ ;

$$D_v S_z = Q_s; \quad D_v C_z = 0; \quad w = dh/dt, \quad P = P_a. \quad (14)$$

где  $\tau_{sx}, \tau_{sy}$  – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра;  $Q_T, Q_s$  – потоки тепла и соли, вычисляемые на основе метеорологических

данных;  $h$  – отклонение уровня моря от невозмущенного состояния;  $C_w$  – удельная теплоемкость;  $P_a$  – атмосферное давление.

На дне ( $z = H$ ):  $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho A_v(u'_z, v'_z)$ ;  $D_v S'_z = 0$ ;  $D_v C'_z = 0$ ,

$$D_v T'_z = \left[ C_{bed1} + C_{bed2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2} \right] (T_{bed} - T), \quad (15)$$

где  $\tau_{bx}$ ,  $\tau_{by}$  – компоненты вектора касательного напряжения придонного трения,  $C_{bed1}$ ,  $C_{bed2}$  – коэффициенты обмена;  $T_{bed}$  – температура морского дна.

На открытой морской границе задаются возмущения уровня моря, обусловленные сгонно-нагонными явлениями  $h = h_0(x, y, t)$ . Для  $T$ ,  $S$  и  $C$  условия формулируются следующим образом: если поток входит в расчетную область, то на границе с открытым морем задаются фоновые значения  $(T^*, S^*, C^*)$ , характерные для открытого моря; в противном случае значения моделируемых переменных экстраполируются из расчетной области с помощью упрощенного уравнения адвекции:

$$T_o = T^*; S_o = S^*, C_{oi} = C_i^*, \quad \text{если } \vec{v}\vec{n} \leq 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial T}{\partial \vec{n}}; \frac{\partial S_o}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial S}{\partial \vec{n}}; \frac{\partial C_o}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial C}{\partial \vec{n}}, \quad \text{если } \vec{v}\vec{n} > 0 \quad (17)$$

$\vec{v}\vec{n}$  – проекция вектора течений, рассчитанного в граничных точках области, на нормаль к этой границе.

Структура модели позволяет с заданной временной дискретностью в ходе счета усваивать информацию об изменчивости метеорологических параметров – на поверхности моря (скорости и направлении ветра; температуре воздуха, облачности, относительной влажности воздуха – при расчете  $Q_T$ ); вертикальном распределении температуры, солености воды, уровня моря – на открытой морской границе; температуре донных отложений – на нижней границе. Между вводимыми дискретными значениями выполняется линейная интерполяция во времени.

При моделировании задавались следующие значения параметров модели:  $C_{ws} = 0,003$ ;  $A_{h0} = 1.0 \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $C_{AH} = 0,01$ ;  $A_{v0} = D_{v0} = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ;  $C_{bed1} = 0.000001 \text{ м}/\text{с}$ ,  $C_{bed2} = 0.003$ .

**Постановка задачи и условия расчета.** С помощью вышеописанной гидротермодинамической модели исследовалось влияние морфологических характеристик соединительного канала на интенсивность водообмена и водообновления различных участков лимана морскими водами. При расчетах акватория лимана, с учетом соединительного канала и прилегающих соленых озер, покрывалась горизонтальной расчетной сеткой  $44 \times 98$  узлов с шагом 400 м. Использовались 10 расчетных уровней по вертикали в  $\sigma$  - системе координат. Глубины в лимане задавались на основе данных батиметрической

съемки, выполненной в октябре 2010 г. при отметке уровня воды в лимане -0.4 мБС (рис. 1).

Моделировался наиболее критический для экосистемы лимана отрезок времени года – с начала мая по конец августа, при гидрометеорологических условиях 2010 года. Временная изменчивость направления и скорости ветра, температуры воздуха, а также отметки уровня моря (с дискретностью 6 часов), солёности и температуры морской воды (среднедекадные значения) на морской открытой границе соединительного канала задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный».

Начальная отметка уровня моря принималась равной -0.15 мБС, а уровня воды в лимане -0.4 мБС. Учитывалось падение отметки уровня воды в лимане за счет разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения. Вертикальное распределение температуры и солёности воды в лимане в начальный момент времени задавалось на основе данных наблюдений и полагалось однородным в горизонтальной плоскости. При интегрировании по времени уравнений модели (1) – (8) с усвоением описанной выше информации на границах расчетной области, формирование горизонтально неоднородной пространственной структуры полей температуры и солёности воды происходит, в частности, в результате различной интенсивности прогрева и осолонения (при испарении) вод в мелководных и глубоких частях акватории лимана, вертикального турбулентного перемешивания теплых поверхностных и холодных придонных вод в районах глубоких котловин южной и центральной частей лимана, проникновения распресненных морских вод в акваторию лимана через соединительный канал.

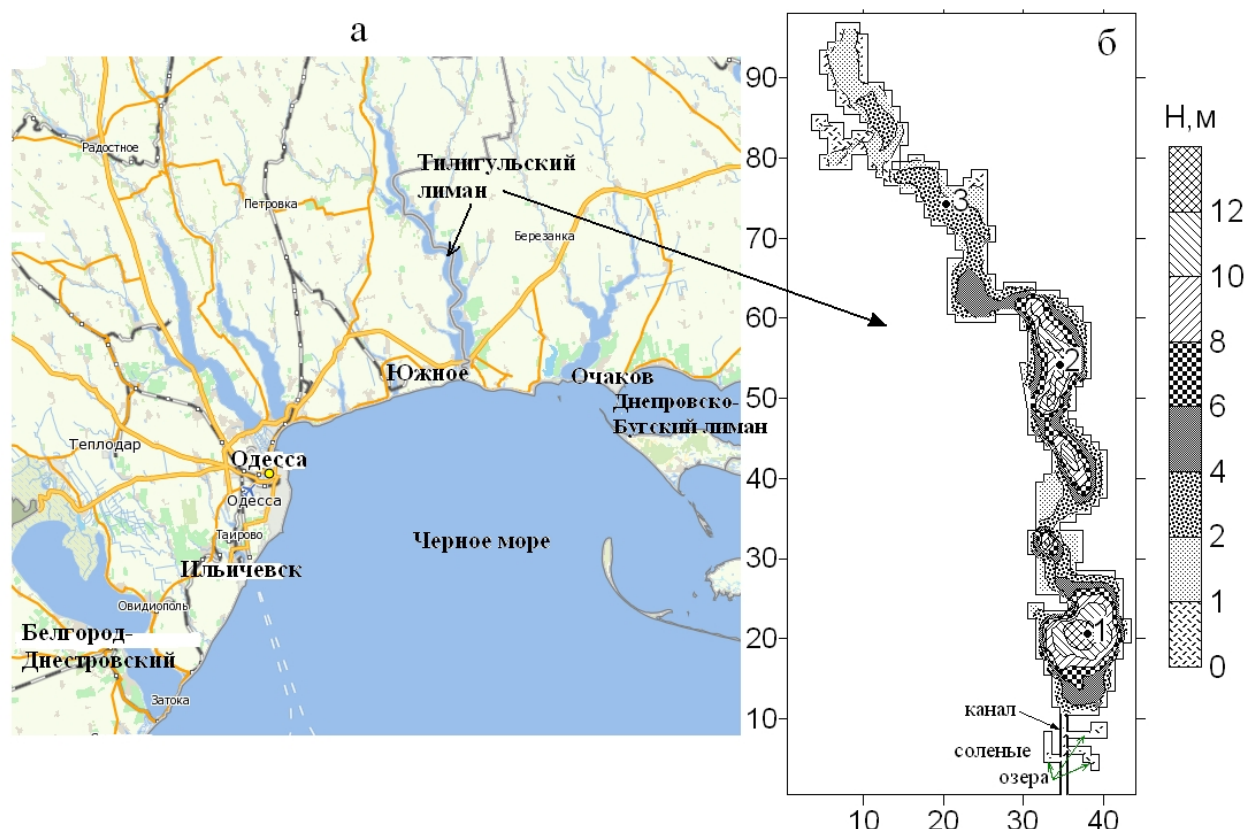


Рис. 1. – Схема расположения Тилигульского лимана (а), расчетная сетка с глубинами (б), соответствующими отметке уровня моря -0.4 мБС. На осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м. Цифрами 1, 2, 3 на акватории лимана отмечены реперные точки, в которых анализировались результаты модельных расчетов.

В качестве индикатора проникновения морских вод в лиман рассматривалась примесь нейтральной плавучести, концентрация которой в морской воде принималась равной 100 условным единицам, а в лимане в начальный момент времени – нулю.

Сценарные расчеты проводились для следующих вариантов морфологических характеристик канала:

- 1) глубина соединительного канала (при отметке уровня моря -0,4 мБС)  $H_k = 0,5$  м, ширина  $d = 30$  м (современные характеристики);
- 2) при сохранении глубины канала  $H_k = 0,5$  м, увеличение его ширины  $d$  до 50 и 100 м;
- 3) углубление соединительного канала до максимально возможной величины  $H_k = 2,0$  м, при его ширине  $d = 30$  м и 50 м.

**Обсуждение результатов.** Помимо морфологических характеристик самого соединительного канала, водообмен с морем и проникновение морских вод в различные части акватории лимана определяются характером сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лимане и море, динамикой вод в лимане.



С целью изучения особенностей циркуляции вод в лимане, первоначально, были проведены расчеты установившихся ветровых течений при стационарных ветрах различных направлений скоростью 5 м/с и отсутствии водообмена с морем. Результаты расчетов свидетельствуют (рис. 2), что пространственная структура осредненных по глубине течений имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. Такой характер циркуляции вод обусловлен особенностями геоморфологического строения лимана – конфигурацией берегов, распределением глубин вдоль лимана. Береговая линия лимана очень извилиста, а ложе южной и центральной его частей представляет собой набор глубоких котловин, разьединенных мелководными участками (рис. 1). В результате, в лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствуют массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

На рис. 3 представлены поверхностные течения в лимане при различно ориентированных по отношению к оси канала ветрах. Видно, что интенсификация поверхностных течений наблюдается на мелководных участках акватории лимана, ориентированных в направлении ветра. В придонном слое пространственная структура течений определяется характером баротропной циркуляции. На относительно глубоких участках южной и центральной частей лимана вертикальная структура течений может быть двухслойной: на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленные градиентные течения. При этом поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком (рис. 3.а).

На рис. 4.а показана изменчивость отклонения уровня моря от начального невозмущенного состояния в граничных точках соединительного канала со стороны лимана и моря. Видно, что после фазы начального наполнения лимана, продолжительностью  $\approx 20$  сут, амплитуда колебаний уровня воды в лимане намного меньше, чем в море. Отмечается также временная задержка в несколько суток при смене тенденций изменения уровня воды в лимане, по отношению к морю.

На интенсивность баротропной циркуляции вод в лимане, помимо колебаний уровня моря, влияют также и формируемые ветром градиенты уровня между северной и южной оконечностями лимана (рис. 4.б).

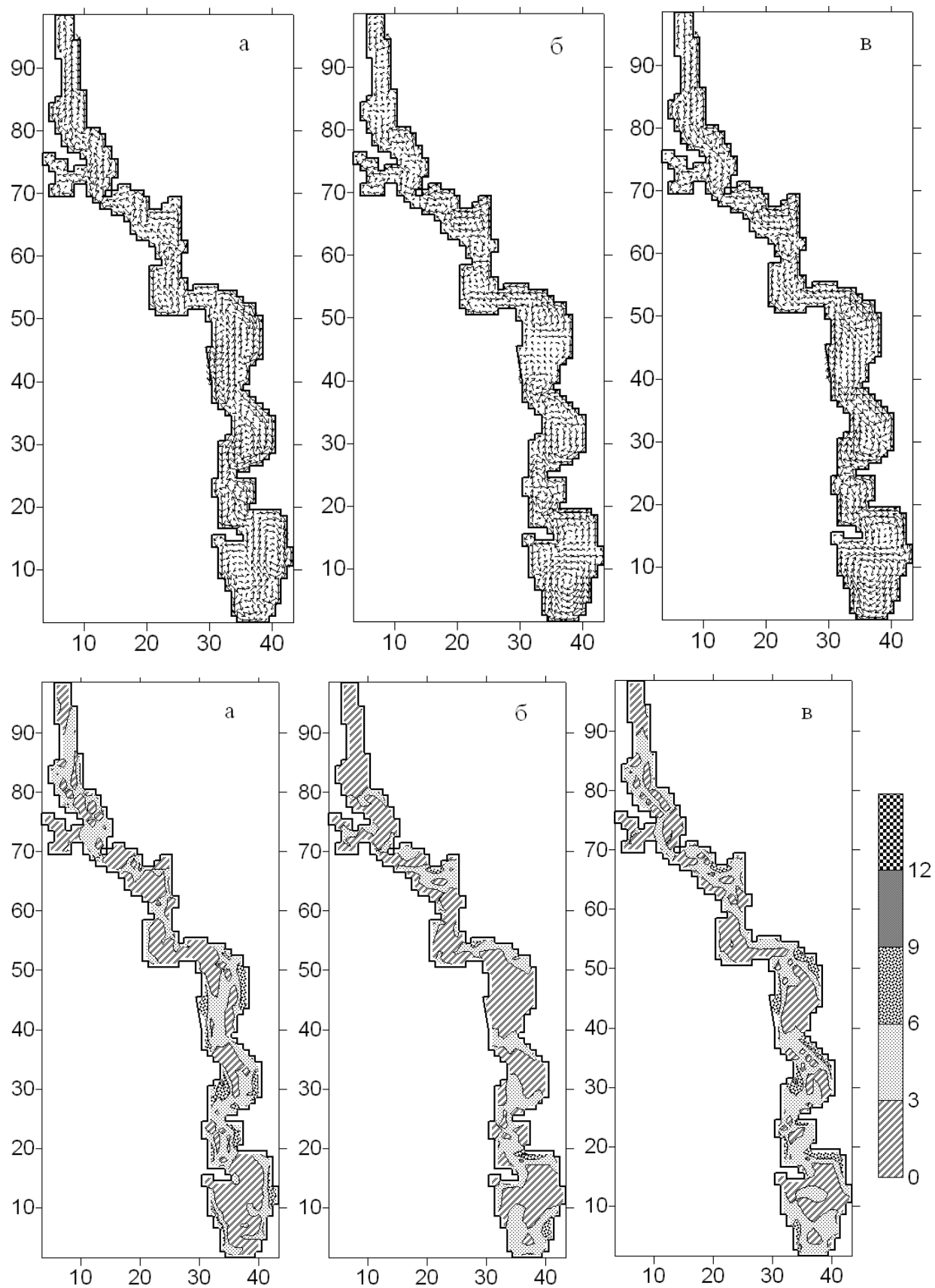


Рис. 2.— Поле векторов средних по глубине (баротропных) течений в лимане (вверху) и изотахи течений, см/с, (внизу) при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а — северном; б — восточном; в — юго-восточном.

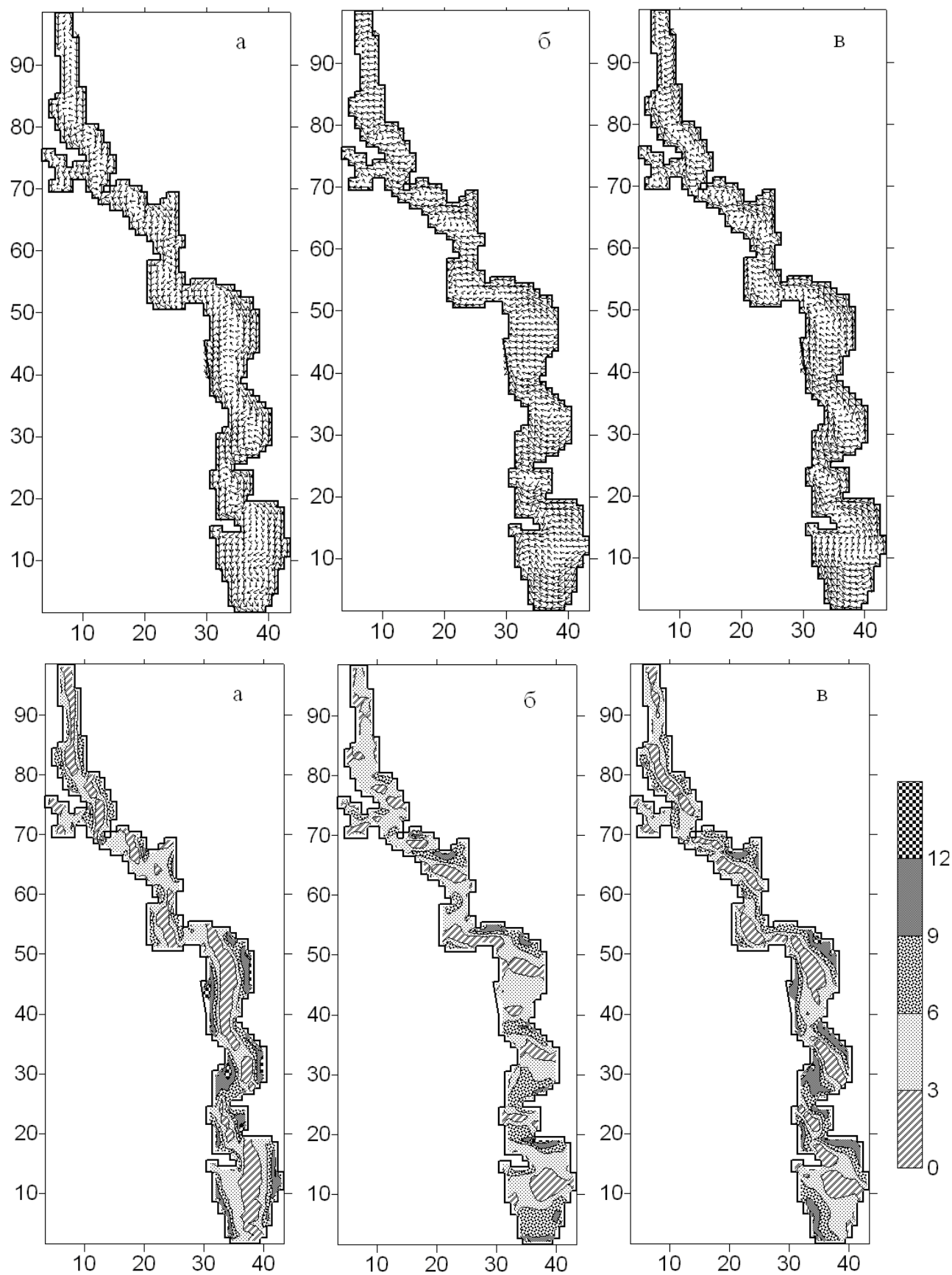


Рис. 3.— Поле векторов поверхностных ветровых течений в лимане (вверху) и изотакх течений, см/с, (внизу) при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: а – северный; б – восточный; в – юго-восточный.

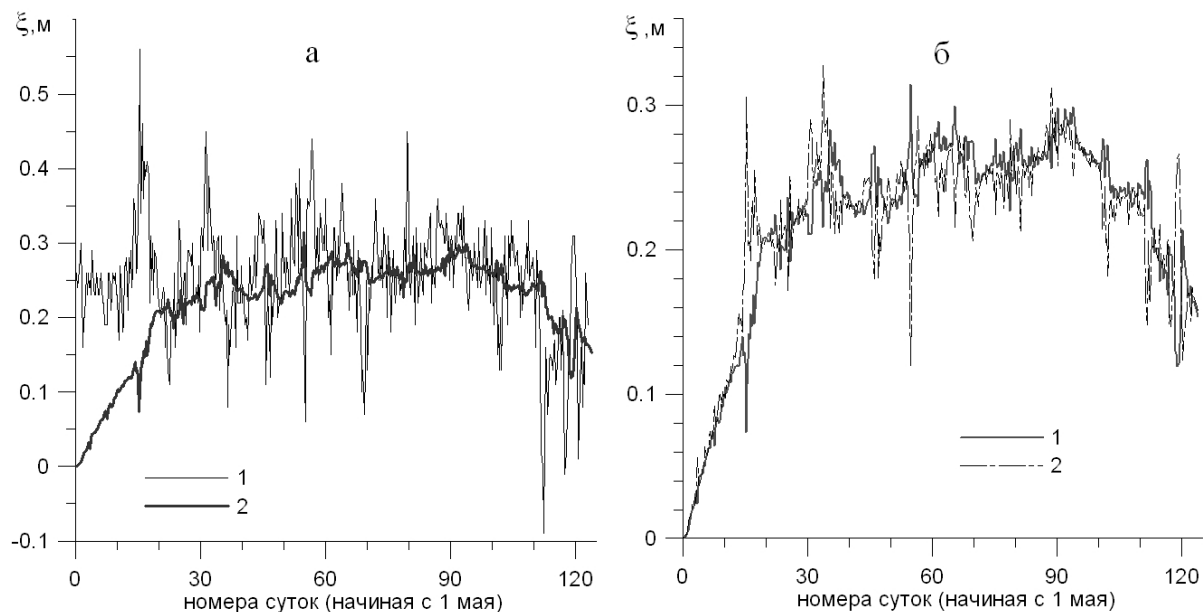


Рис. 4. – Временная изменчивость отклонения уровня моря (м) от начального невозмущенного состояния: а – на границах канала со стороны лимана (2) и моря (1); б – на южной (1) и северной (2) оконечностях лимана.

Изменчивость осредненной по глубине скорости течений, а также расходов воды в канале при различных его морфометрических характеристиках, показана на рис. 5 – 6. Скорость баротропных течений в канале значительно возрастает при увеличении его глубины (рис. 5) и практически не меняется при увеличении ширины. Это свидетельствует о доминирующем влиянии на скорость потока в канале, в рассматриваемом диапазоне значений морфологических характеристик, придонного трения по сравнению с боковым трением о стенки канала. Баротропные течения и расходы воды в канале характеризуются очень сильной короткопериодной изменчивостью (рис. 6), как по величине, так и по направлению, что обусловлено совместным действием ветра, колебаний уровня воды в лимане и море. Полученные в результате моделирования значения скоростей течений в канале, при современных его морфологических характеристиках (рис. 5.а), хорошо согласуются с данными немногочисленных эпизодических натурных наблюдений [4], выполненных на протяжении последних лет. В частности, в 2010 г. были зафиксированы скорости течений в канале, у его выхода в лиман, в диапазоне от 0,10 до 0,34 м/с.

Использование консервативной примеси нейтральной плавучести в качестве индикатора проникновения в лиман морских вод и их трансформации (разбавления лиманными водами) показало (рис. 7), что для увеличения водообновления лимана более предпочтительным является углубление канала на 1,5 м до глубины  $H_k = 2,0$  м при отметке уровня воды в лимане -0,4 мБС. При этом будет получен практически тот же эффект, что и

при расширении соединительного канала до  $d = 100$  м, при сохранении современной глубины  $H_k = 0,5$  м. Углубление канала является более экономико-экологически обоснованным вариантом, чем его расширение, поскольку территория, прилегающая к каналу, входит в региональный ландшафтный парк, используется в рекреационных целях, соленые озера являются местом массового гнездования птиц. Кроме того, через канал, перед вхождением его в лиман, проходит автомобильная трасса с мостом. Следовательно, расширение канала повлечет за собой реконструкцию соответствующих автодорожных сооружений.

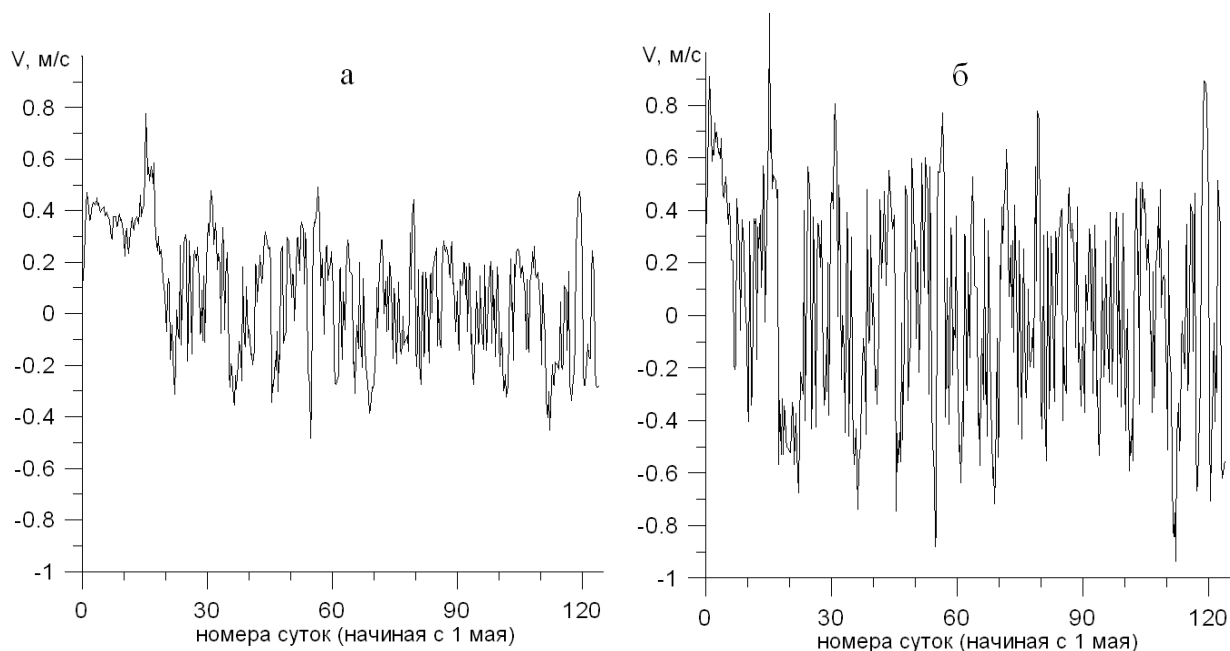


Рис. 5.— Скорость баротропного потока (м/с) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман): а — при современных морфологических характеристиках  $H_k = 0,5$  м,  $d = 30$  м; б — при углублении канала до  $H_k = 2,0$  м,  $d = 30$  м. Положительные значения соответствуют входу вод в лиман, отрицательные — вытоку.

Тем не менее, если не исключать возможность расширения существующего канала, то наиболее эффективным будет вариант максимально возможного расширения канала с одновременным его углублением. Заметим, что углубление канала более чем на 1,5 м ( $H_k > 2,0$  м) невозможно, исходя из преобладающих глубин самого лимана в точке вхождения в него канала.

Приведенные на рис. 7 результаты модельных расчетов свидетельствуют, что при углублении существующего канала до  $H_k = 2,0$  м или расширении его до  $d = 100$  м процентное содержание морской воды в южной части лимана увеличится в два раза с 15 до 30 усл. ед., а при расширении канала до  $d = 50$  м и углублении его до  $H_k = 2,0$  м — до 40 усл.

ед. Однако из-за значительной протяженности канала и наличия мелководных перемычек (кос) между южной и центральной частями лимана, проникновение морских вод в центральную, а тем более северную части лимана весьма невелико (рис. 7.б,в). Время «добегания» морских вод до центральной части лимана составляет  $\approx 30$  суток, а до северной его части – 50 суток.

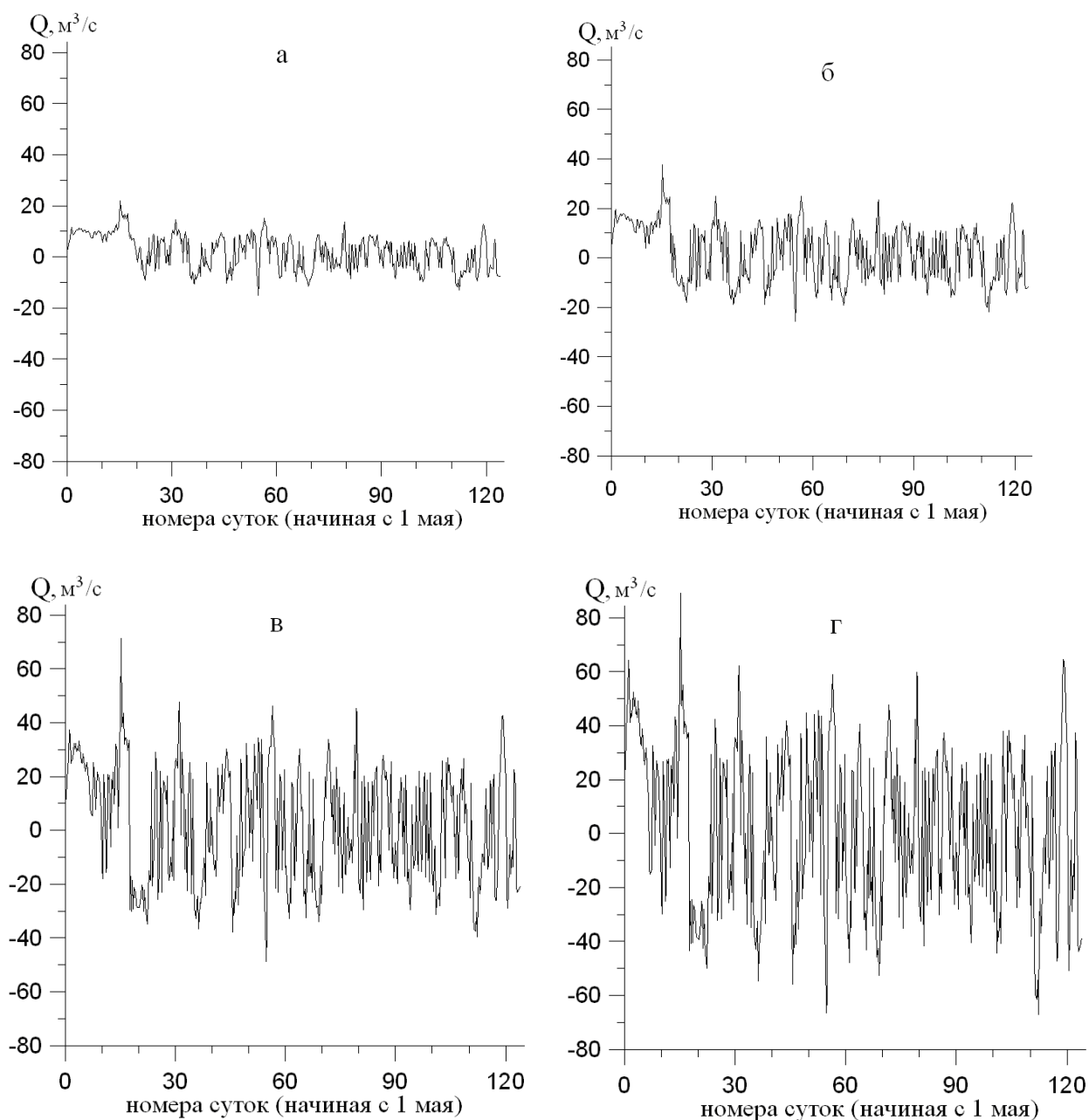


Рис. 6.– Изменчивость расходов воды ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) в соединительном канале при различных его морфометрических характеристиках: а –  $H_k = 0,5 \text{ м}, d = 30 \text{ м}$ ; б –  $H_k = 0,5 \text{ м}, d = 50 \text{ м}$ ; в –  $H_k = 0,5 \text{ м}, d = 100 \text{ м}$ ; г –  $H_k = 2,0 \text{ м}, d = 30 \text{ м}$ .

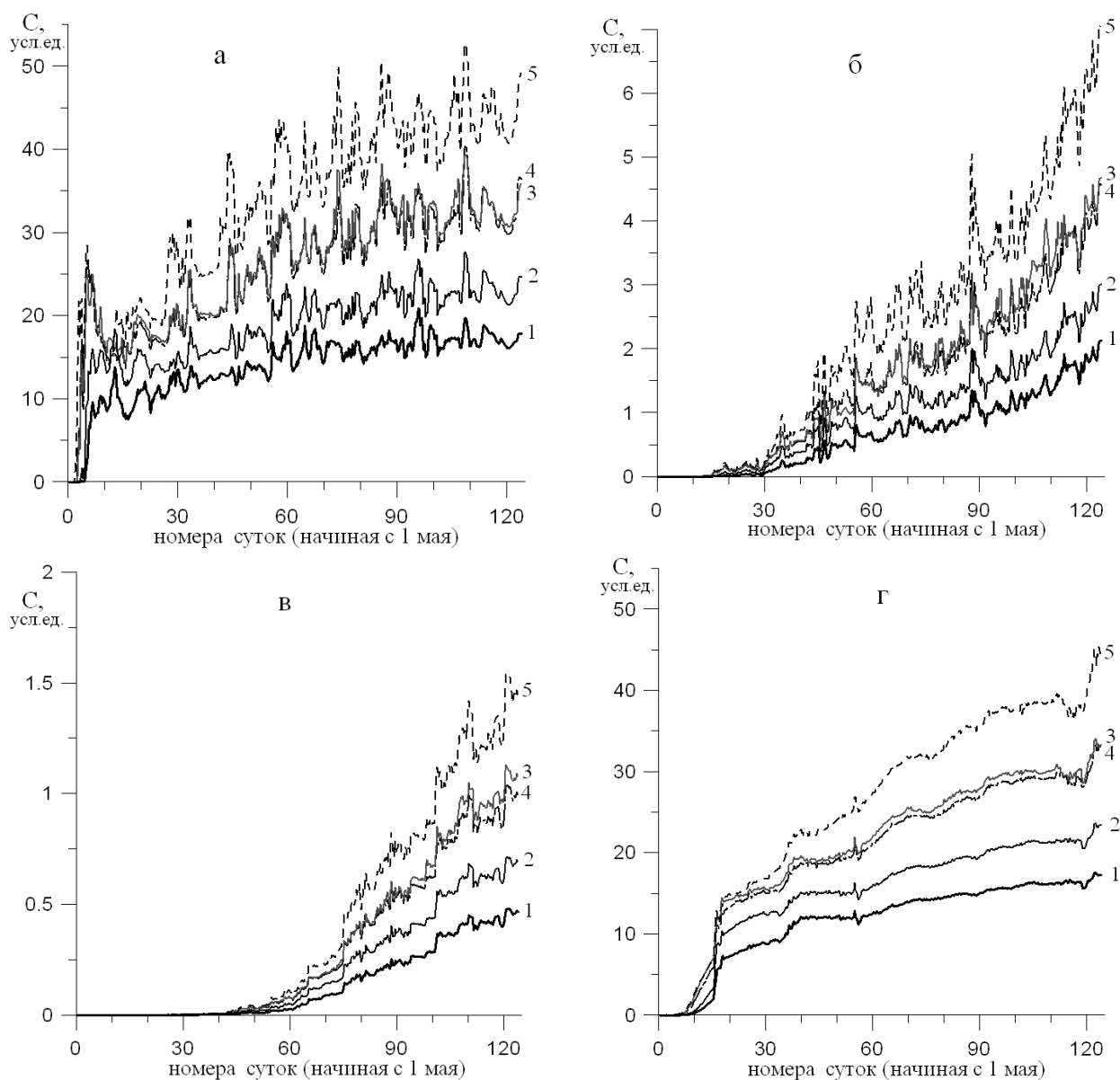


Рис. 7.— Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами (100 усл. ед. на морской границе канала), в реперных точках акватории лимана (см. рис. 1) при различных морфометрических характеристиках канала: а — поверхностный слой, точка 1 (южная часть лимана); б — поверхностный слой, точка 2 (центральная часть); в — поверхностный слой, точка 3 (северная часть); г — придонный слой, точка 1 (южная часть). Обозначения кривых на графиках: 1 —  $H_k = 0,5$  м,  $d = 30$  м; 2 —  $H_k = 0,5$  м,  $d = 50$  м; 3 —  $H_k = 0,5$  м,  $d = 100$  м; 4 —  $H_k = 2,0$  м,  $d = 30$  м; 5 —  $H_k = 2,0$  м,  $d = 50$  м.

Из сравнения рис. 7.а и 7.г видно, что проникновение морских вод в лиман происходит преимущественно в поверхностном слое лимана, что закономерно, поскольку морские воды имеют меньшую соленость, чем лиманные, вследствие распресняющего влияния речного стока Днепра и

Южного Буга, а также почти трехкратного превышения испарения с поверхности лимана над осадками в летний период года.

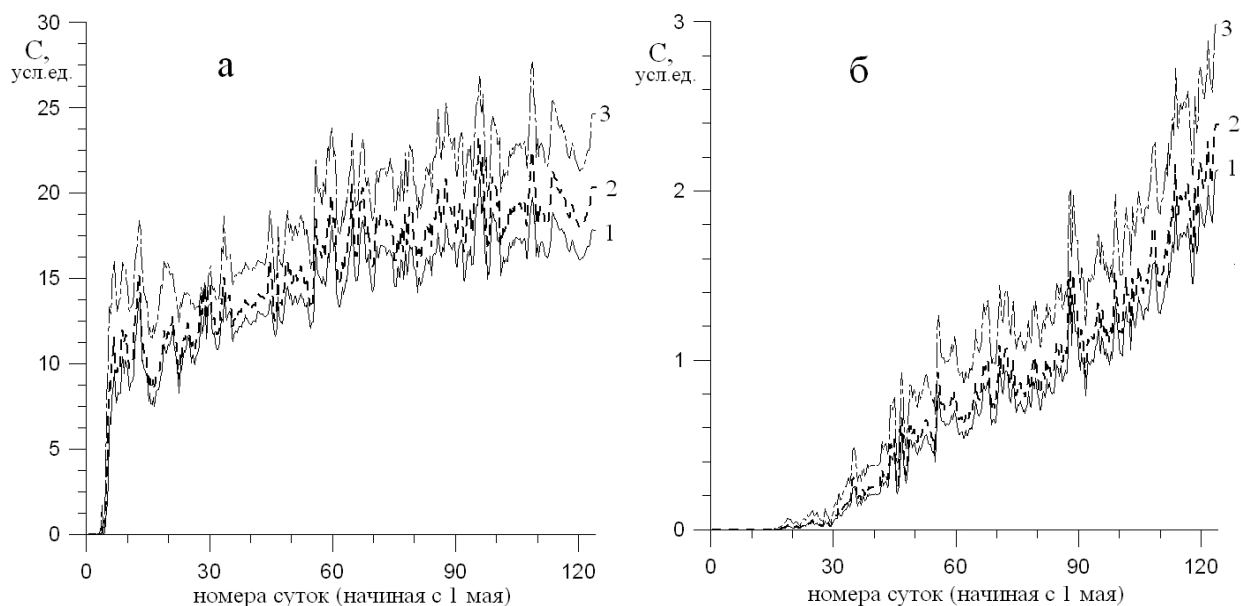


Рис. 8. – Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами, в поверхностном слое южной (а – реперная точка 1) и центральной (б – реперная точка 2) частей лимана. Кривая 1 получена при учете наличия соленых озер, соединяющихся с каналом ( $H_k = 0,5$  м,  $d = 30$  м); кривая 2 – при исключении соленых озер ( $H_k = 0,5$  м,  $d = 30$  м); кривая 3 – с учетом соленых озер, при характеристиках канала  $H_k = 0,5$  м,  $d = 50$  м.

Для оценки влияния наличия соленых озер, расположенных по обе стороны канала, и связанных с ним, на интенсивность проникновения морских вод в лиман, был проведен модельный расчет, в котором озера исключались из рассмотрения. Результаты данного численного эксперимента сравнивались с описанными ранее, в которых наличие озер учитывалось. Из рис. 8 следует, что наличие озер приводит к уменьшению поступления морских вод в лиман, индикатором присутствия которых в лимане служит концентрация условной примеси нейтральной плавучести. Однако исключение демпфирующего эффекта влияния озер на проникновение морских вод в лиман (например, путем шлюзования проток, связывающих их с каналом) не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообновления лимана морскими водами.

**Выводы.** Использование численной гидротермодинамической модели в постановке [5, 6] позволило оценить влияние морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с



прилегающей акваторией Черного моря, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами. Полученные результаты согласуются с теоретическими представлениями о роли различных факторов и физических механизмов, в формировании водообмена лимана с морем через узкий мелководный канал.

На основе анализа результатов численных экспериментов с моделью установлено, что для увеличения водообмена с морем и водообновления лимана предпочтительным является углубление существующего соединительного канала с 0,5 до 2,0 м (при отметке уровня моря -0,4 мБС). Даже при наличии возможности увеличения ширины канала, необходимо сочетать его с одновременным углублением.

Увеличение водообмена с морем путем углубления и (или) расширения канала приведет к улучшению гидроэкологических условий в южной и, в значительно меньшей степени, в центральной частях лимана. Однако практически не повлияет на северную мелководную его часть. Объясняется это особенностями геоморфологической структуры и циркуляции вод лимана.

Интегральная по глубине циркуляция вод в лимане характеризуется наличием большого числа вихревых образований (ячеек), расположенных вдоль оси лимана, которые препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

Наличие соленых озер, прилегающих к каналу и связанных с ним, хотя и уменьшает поступление морских вод в лиман, но не существенно, поэтому вариант их периодической изоляции от канала не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообмена с морем.

#### Список литературы

1. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наукова думка, 1974. – 224 с.
2. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья. – Киев: Наукова думка, 1990. – 238 с.
3. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние аномальных условий зимы 2002-2003 гг. на гидрологический режим закрытых лиманов северо-западного Причерноморья // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, ОФ ИНБЮМ. – Вып. 9. – 2003. – С. 54–58.
4. *Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР/ Одеський держ. еколог. ун-т; № ДР 0110U008224. – Одеса, 2010. – 178 с.*

5. Hess K.W. Assessment model for estuarine circulation and salinity: Technical Memorandum /NOAA; National Environmental Satellite, Data, and Information Service. – NESDIS AISC 3. – USA, 1985. – 39 p.
6. Hess K.W. MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
7. Иванов В.А., Тучковенко Ю.С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины. – 2006.- 368 с.
8. Munk W.H., Anderson E.R. Notes on the theory of the thermocline // J. Mar. Res.– 1948.– № 7.– P. 276 - 295.
9. Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R. A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.– USA, 1979.– 29 p.

### **Моделирование водообмена Тилигульского лимана с морем**

Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А.

С помощью численной гидротермодинамической модели МЕССА получены оценки влияния морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с Черным морем, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами. Установлено, что для увеличения водообмена лимана с морем углубление существующего соединительного канала более эффективно, чем увеличение его ширины. Однако интенсификация водообмена с морем существенно улучшит гидроэкологические условия лишь в южной части лимана.

Ключевые слова: Черное море, Тилигульский лиман, водообмен через канал, моделирование.

### **MODELLING OF WATER EXCHANGE OF TILIGULSKY LIMAN-LAGOON WITH THE SEA**

Tuchkovenko Yu.S., Ivanov V.A., Tuchkovenko O.A.

Estimations of influence of morphometric descriptions of the canal connecting Tiligulsky Liman-lagoon with the Black Sea on the intensity of water exchange through the canal and water renovation with sea water in the various areas of the estuary are made by means of MECCA hydrothermodynamic model. For the increase of the lagoon water exchange with the sea it is established that deepening of the existent connecting canal is more efficient than an increase in its width. However, intensification of the water exchange with the sea will substantially improve hydroecological conditions only in the southern part of the lagoon.

Keywords: Black sea, Tiligulsky Liman-lagoon, water exchange through the channel, modelling.

Одесский государственный экологический университет  
Морской гидрофизический институт НАН Украины  
Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А.  
65016, г.Одесса, ул.Львовская 15.  
(0482) 357371, (067) 7238124  
tuch2001@ukr.net